

TSK III

3. Symposium

für

Tektonik, Strukturgeologie, Kristallingeologie
im deutschsprachigen Raum

Exkursion

"KORALMKRISTALLIN"

22. April 1990

Institut für Geologie und Paläontologie
Karl-Franzens-Universität Graz
Heinrichstraße 26
A-8010 Graz

VORBEMERKUNG UND INHALTSVERZEICHNIS

Dieser Exkursionsführer zum Kristallengebiet der Koralpe besteht aus mehreren Teilen, wobei der letzte Teil, die eigentliche Einführung, nicht rechtzeitig zur Exkursion eingefügt werden konnte.

Inhaltsverzeichnis

| | Seite |
|--|-------|
| Das Koralmkristallin - eine Einführung (W. FRANK) | 25 |
| Strukturen und Mikrogefüge von Eklogiten der Saualm und der Koralpe (Ostalpen) (F. NEUBAUER) | 2 |
| Oberkretazische Extensionstektonik im Steirischen Randgebirge (F. NEUBAUER) | 10 |
| Koralpe: Beschreibung der Exkursionsroute (W. FRANK & F. NEUBAUER) | 18 |

Adressen der Autoren:

Prof. Dr. W. Frank, Institut für Geologie, Universität Wien, Universitätsstraße 7, A-1010 Wien

Doz. Dr. F. Neubauer, Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität, Heinrichstraße 26, A-8020 Graz

STRUKTUREN UND MIKROGEFÜGE VON EKLOGITEN DER SAUALM UND KORALM (OSTALPEN)

Franz NEUBAUER

Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstr. 26, A-8010 Graz, Österreich

Diese Studie beschäftigt sich mit den Strukturen der Eklogite des Typusgebietes von Eklogiten, der Sau- und Koralm (HAUY, 1822). Bei diesem Projekt soll generell geprüft werden, inwieweit Eklogite brauchbare kinematische Indikatoren liefern.

Die Eklogite dieses Kristallinareals können auf Grund ihrer sekundären Korngrößenreduktion, ihrer ausgeprägten Schieferung und der darauf enthaltenen Streckungslineation zu einem Großteil als Eklogitmylonite angesprochen werden. Nur Eklogite randlicher Bereiche dieses Gebietes zeigen grobkörnige Gefüge, die häufig an das Auftreten von hydratisierten Mineralen, wie z. B. Amphibol und Zoisit, gekoppelt sind. Relikte von magmatischen Ausgangsgesteinen wie früher Metamorphose- und Deformationsstadien sind im Kern von Eklogitboudins in der zentralen Koralm erhalten.

Folgende Entwicklungsstadien lassen sich an diesen Eklogiten unterscheiden:

(1) Ausgangsgesteine dürften teilweise Gabbros mit teils ozeanischer Affinität gewesen sein (MILLER et al., 1988), die an zwei Lokalitäten der Koralm erhalten sind. Neue Sm-Nd-Daten legen im Gegensatz zu anderen, vorläufigen Sm-Nd-Daten (MANBY & THIEDIG, 1988) eine jungpaläozoische Kristallisation dieser Gabbros nahe (M. THÖNI, pers. Mitteilung).

(2) Diese Gabbros werden in grobkörnige, wenig geschieferte Eklogite umgewandelt. Solche Eklogite führen an mehreren Lokalitäten (westliche Saualm) vorwiegend innerhalb von Klinopyroxen und Granat rundliche Quarzeinschlüsse, von denen radiale Sprengungsrisse ausgehen. Dies deutet auf mögliche Paramorphosen von Quarz nach Coesit.

(3) Die grobkörnigen Eklogite werden duktil verformt und mylonitisiert (Abb. 1). Asymmetrische Strukturen, z. B. rotierte Boudins, Scherbänder (Abb. 2), s-c-Gefüge und asymmetrische Porphyroklasten weisen auf nonkoachsiale Deformation. Die Orientierung der Streckungslineation (Omphazit- und Granatzeilen, orientierte Omphazite) ist stark schwankend, zeigt damit zusammen mit den Schersinnindikatoren eine generelle Scherung des Hangenden gegen S, SE bis ESE (Abb. 3). Die Streckungslineation ist häufig winkelig zur Streckungslineation der Plattengneise, die

diese Eklogitlinsen einschließen, orientiert (vergl. FRANK et al., 1983; KROHE, 1987). In der südlichen Saualm sind unregelmäßige Eklogitboudins häufig, die durch geregelte Zoisite getrennt werden. Dies deutet auf hydraulischen Bruch unter lokalem Porenfluidüberdruck, der möglicherweise mit der Intrusion von relativ dazu jüngeren Pegmatiten im Zusammenhang steht.

Signifikante Mikrogefüge der Eklogitmylonite sind:

* Sekundärer, monomineralischer Lagenbau mit Granat-, Klinopyroxen- und Amphibollagen.

* Klinopyroxentexturen, die sich in mehrere Texturtypen gliedern lassen. Vor allem diese Texturen weisen auf nonkoachsiale Verformung (Schrägregelung von Klinopyroxenrekristallisaten). Nimmt man die p-T-Daten von MANBY & THIEDIG (1988), so zeigen diese Rekristallisate eine kontinuierliche Abnahme der Jadeitkomponente, damit eine Dekompression während der rotationalen Deformation an.

* Monomineralische Granatzeilen, die möglicherweise in kristallplastischem Verhalten von Granat begründet sind (dynamische Rekristallisation von Granat ?).

(4) Die mylonitische Schieferung wird von diskordanten, anomal zusammengesetzten, hellglimmerführenden Pegmatiten geschnitten, die häufig etwas steiler in den Südostquadranten einfallen als die mylonitische Schieferung der Eklogite.

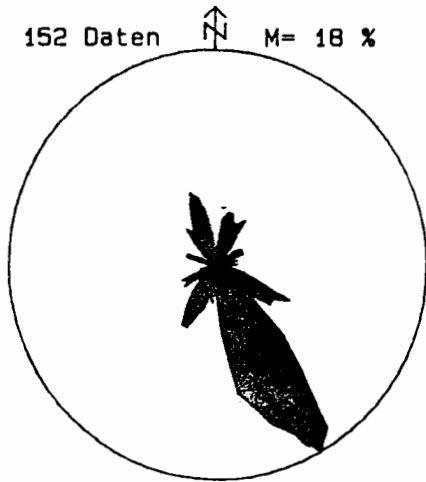
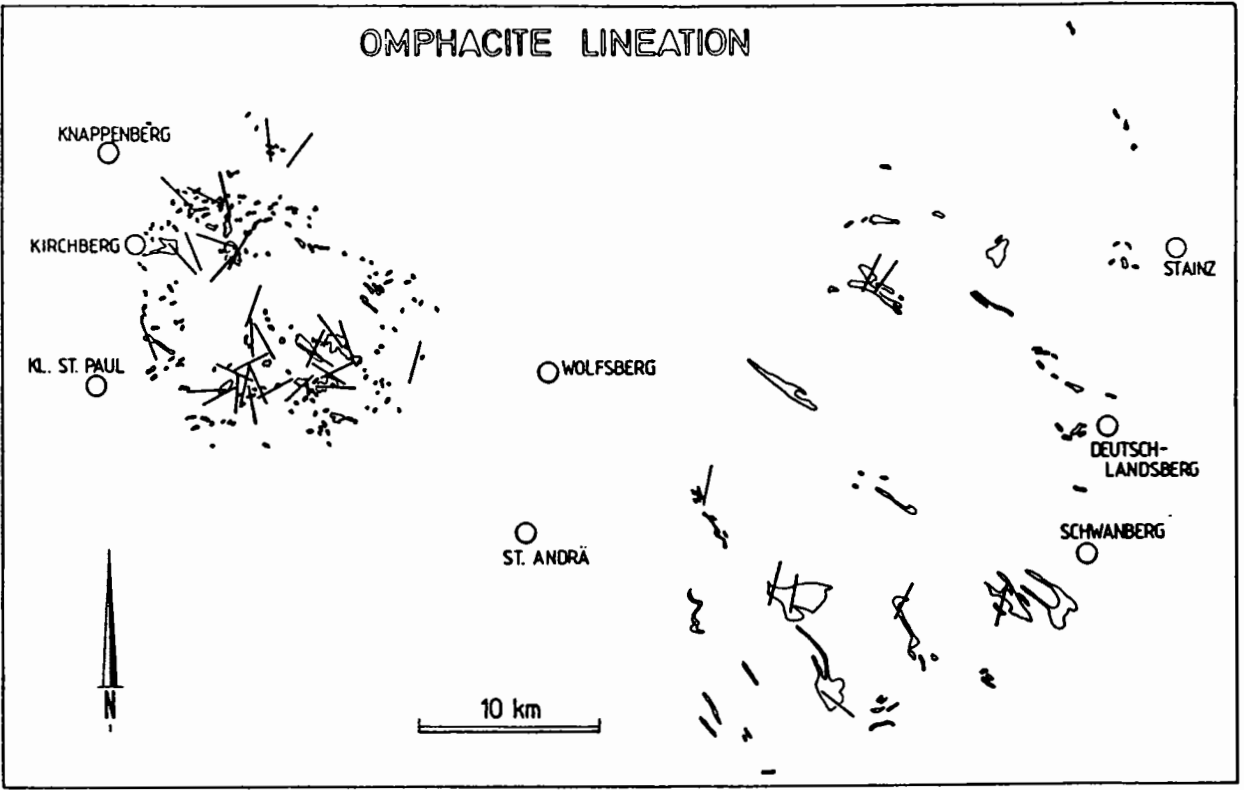
(5) Die mylonitische Schieferung wird lokal N-vergent isoklinal verfaltet, wobei es zur Ausbildung einer mit flacher Achsenflächenschieferung mit eingeregelter, um NW-SE, bzw. um NE-SW pendelnden Amphibolen kommt (Abb. 4). Amphibol-Quarz-Pegmatoide (z. B. mit Würfelquarzen des Gertrusk in der Saualm) korrelieren möglicherweise mit dieser Deformation.

(6) Aufrechte, offene, S- und N-vergente Falten sind nicht mehr mit Neukristallisation von Mineralen verbunden.

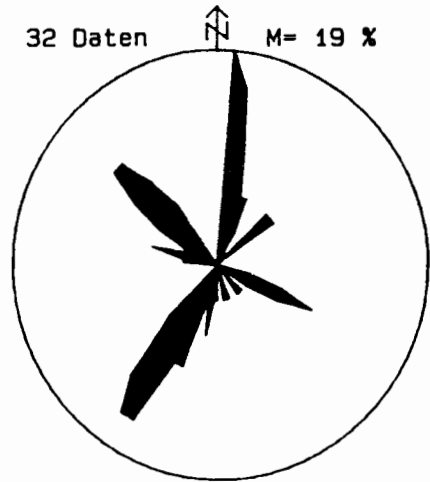
(7) Eine Serie von unterschiedlich orientierten, steilstehenden, mineralisierten "Alpinen Klüften" belegt einen kontinuierlichen Wechsel der Extensionsrichtung von der E-W-Orientierung zur NE-SW-Orientierung während der Bildung dieser Klüfte (Abb. 5). Es lassen sich oligoklasreiche (Ext. 1 in Abb. 5), albit- und chloritführende Klüfte (Ext. 2 in Abb. 5) von chloritführenden Klüften unterscheiden.

Diese Daten belegen, daß die wesentliche Verformung der Eklogite, die duktile Scherung, einem Dekompressionsereignis zuzuordnen ist. Wesentliche Bedeutung haben dabei die Pegmatoide, die diese eklogitfaziellen Strukturen schneiden, und damit zeitlich jünger sind. Das Alter dieser Pegmatoide in den Eklogiten ist nicht datiert, sie können aber naturgemäß im Zusammenhang mit den permischen Pegmatiten der Nebengesteine gesehen werden (vergl. MORAU, F.

OMPHACITE LINEATION



OMPHACITE LINEATION



OMPHACITE LINEATION

Abb. 3: Orientierung der omphazitführenden Lineation. Oben räumliche Variation, unten in Richtungsrosen (links: Saualm, rechts Koralm). Für die Richtungsrosen wurden max. 5 Werte pro Aufschluß verwendet.

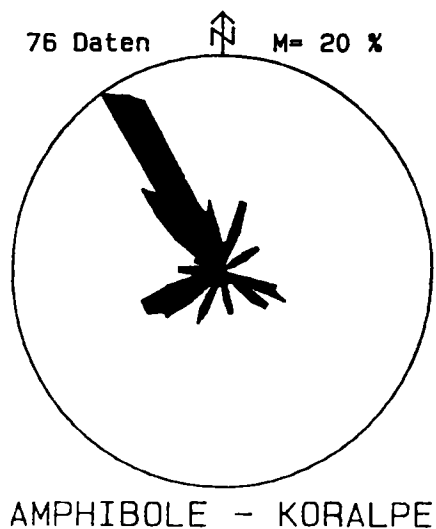
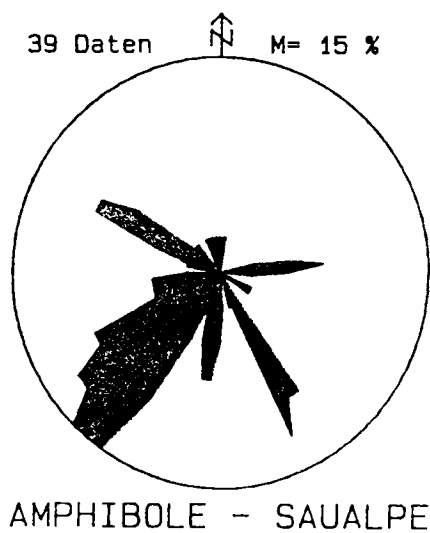
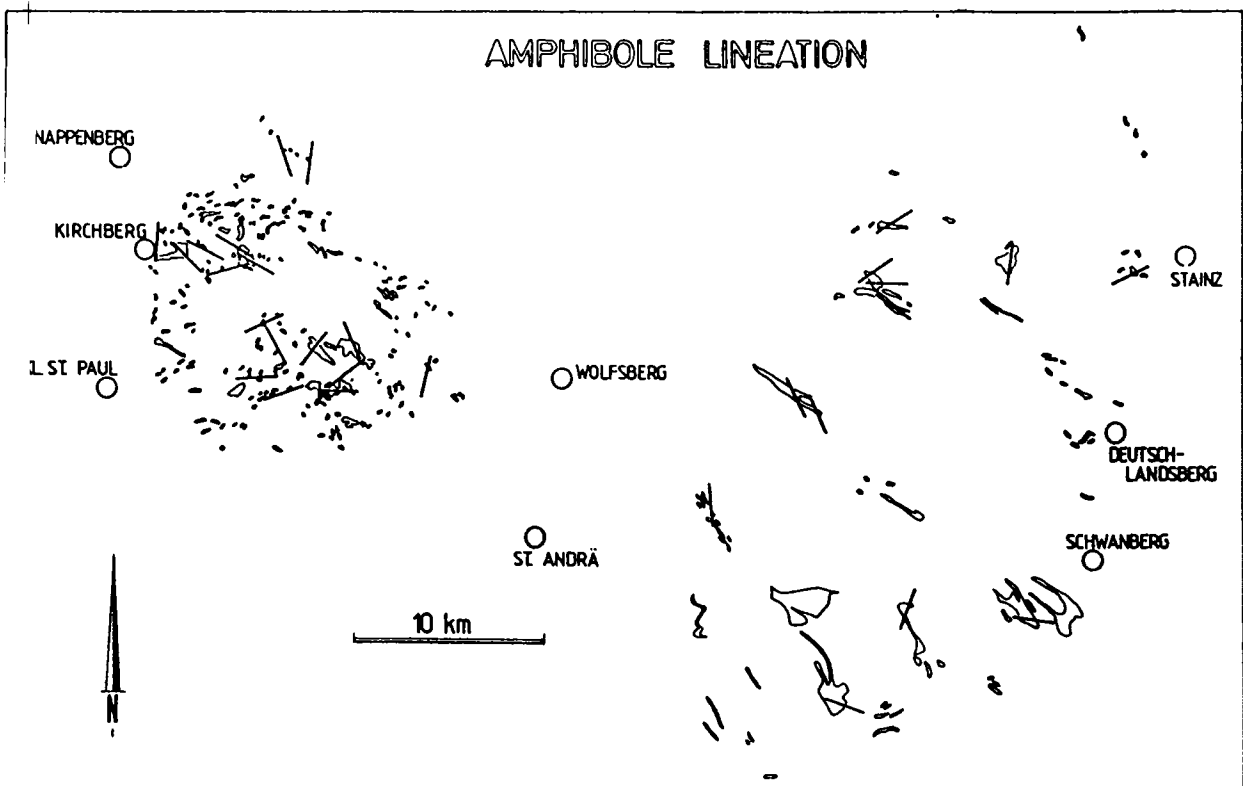


Abb. 4: Orientierung der Amphibollineation. Oben räumliche Variation, unten in Richtungsrosen. Es wurden max. 5 Werte pro Aufschluß verwendet.

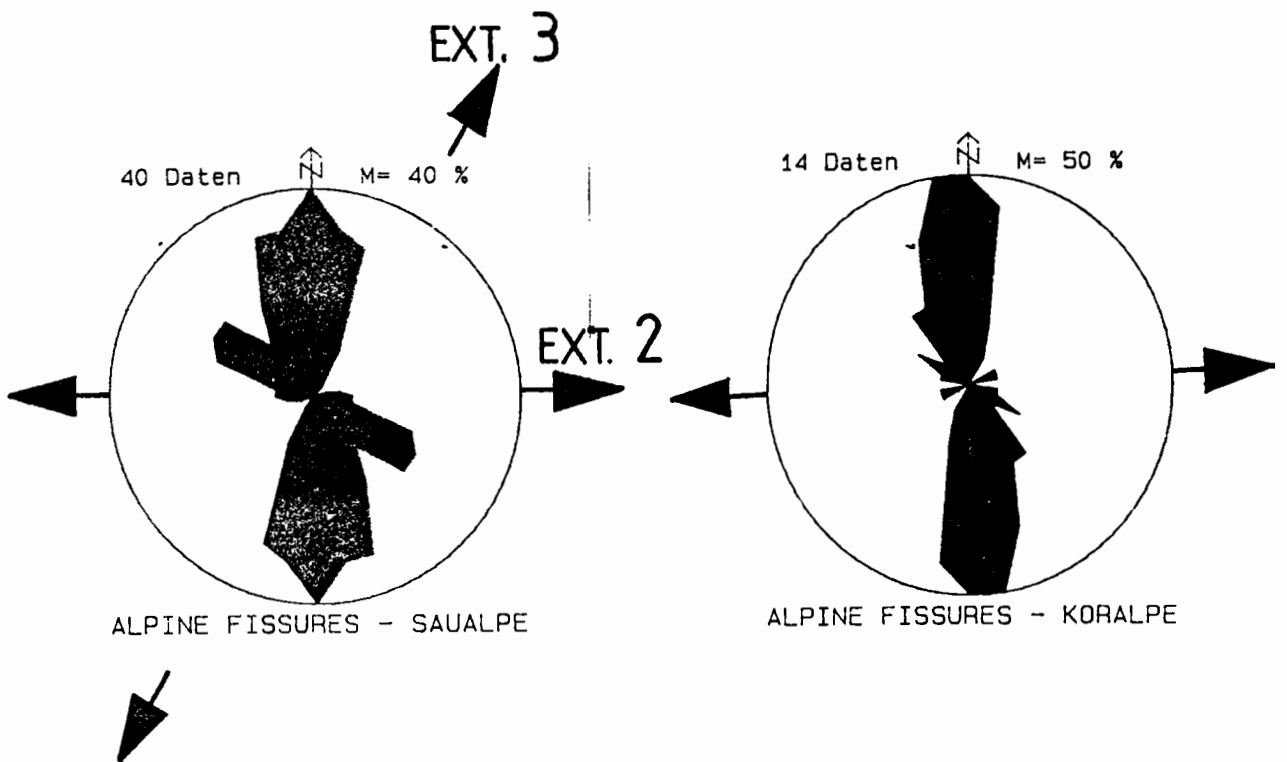
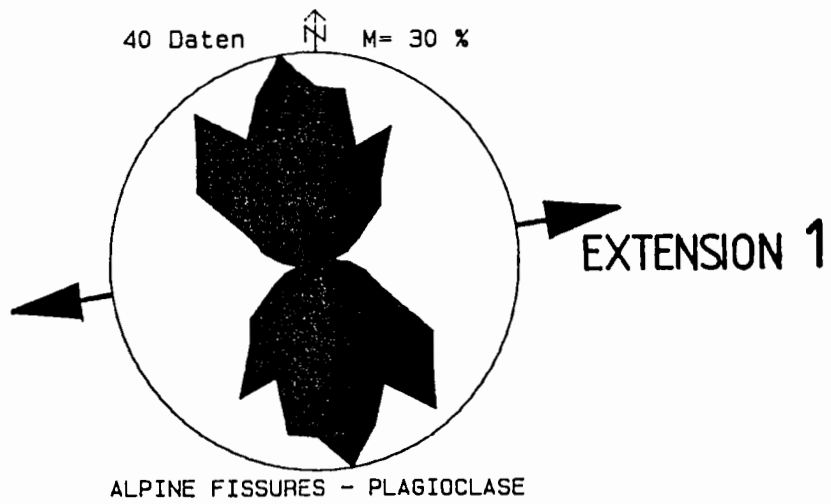


Abb. 5: Richtungsrosen steilstehender, mineralisierter "Alpiner Klüfte".

1981, FRANK et al., 1983; permische Alter der Pegmatite werden auch durch eine Isochrone von solchen der Weinebene angezeigt: S. SCHARBERT, mündl. Mitt.). Eine alternative Erklärung wäre eine Deutung der Pegmatite als alpidische Extensionsgänge. Dafür würde das Zurücktreten von Feldspäten und das häufige Fehlen von Kalifeldspat in diesen Pegmatiten sprechen.

Sollte die Beobachtung stichhaltig sein, daß die eklogitfazielle Mylonitisierung vor der Intrusion der fraglich permischen Pegmatite anzusetzen ist, so kann folgender Zusammenhang als Aufstiegsmodell für Eklogite postuliert werden:

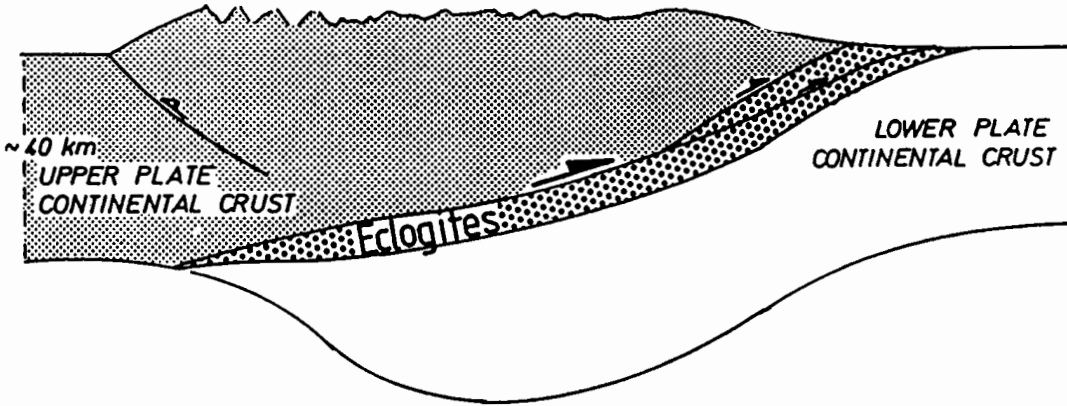
Ursache des Aufstieges von Eklogiten ist die Verdoppelung kontinentaler Kruste durch "underplating" (Abb. 6). Nachfolgende Extensionstektonik durch Abschiebungen führt zur Krustendehnung, wobei die Pegmatite als Differentiate von Schmelzen der Unterplatte produziert werden. In diesem Falle muß eine präalpine, variszische Dekompression angenommen werden.

Die Bildung der "Alpinen Klüfte" steht im ursächlichen Zusammenhang mit der oberkretazischen Extensionstektonik des Ostalpins. Sie bezeugen koachsiale Dehnung im zentralen Bereich des aufsteigenden metamorphen Domes, während sich am Oberrand rotationale, abschiebende Scherzonen dominieren.

- BECK-MANNAGETTA, L.P. (1977): Anz. Österr. Akad. Wiss. math.-naturwiss. Kl., 1977: 1-3.
- FRANK, W., ESTERLUS, M., FREY, I., JUNG, G., KROHE, A. & WEBER, J. (1983): Jahresber. 1982 Hochschulschwerpunkt S 15, 4: 263-293.
- HAUY, R.F. de (1822): Traite de Mineralogie. Paris (Bachelier).
- HERITSCH, H. (1980): Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, 41, 9-44, 87-92.
- KROHE, A. (1987): Tectonophysics, 136: 171-196.
- MANBY, G.M. & THIEDIG, F. (1988): Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 68: 441-466.
- MILLER, Ch., STOSCH, H.-G. & HOERNES, St. (1988): Chemical Geology, 67: 103-118.
- MORAU, W. (1981): Tschermarks mineral. petrogr. Mitt., 29: 255-282.

A)

THICKENING BY CONTINENTAL UNDERPLATING



B)

UPLIFT BY ISOSTATIC REBOUND AFTER UNROOFING

(ARBITRARY ORIENTATION TO A)

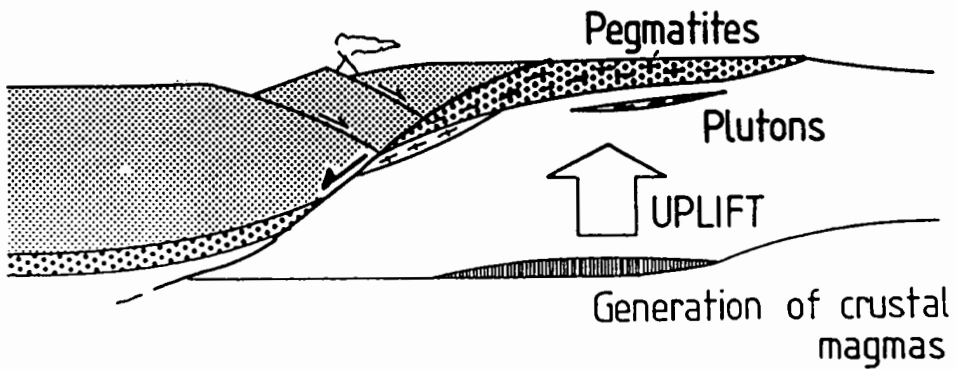


Abb. 6: Aufstiegsmodell zur Erklärung der Eklogitstrukturen.

OBERKRETAZISCHE EXTENSIONSTEKTONIK IM STEIRISCHEN RAND- GEBIRGE

F. NEUBAUER

Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-
Universität, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz

Das Gebiet der Zentralalpen ist ein Musterbeispiel für
krustale Extension in Orogenen, wobei die Extension zeit-
lich unmittelbar auf die Krustenverdickung folgt. Die resul-
tierende Struktur, das Nebeneinander von metamorphen Domen;
die aufsteigen und dabei abkühlen, und Sedimentbecken, die
gleichzeitig zum Aufstieg benachbarten metamorpher Dome ab-
sinken, mag durch Extension in einer orogenweiten Scher-
zone, respektive in einer transtensiven Zone eine simple Er-
klärung finden.

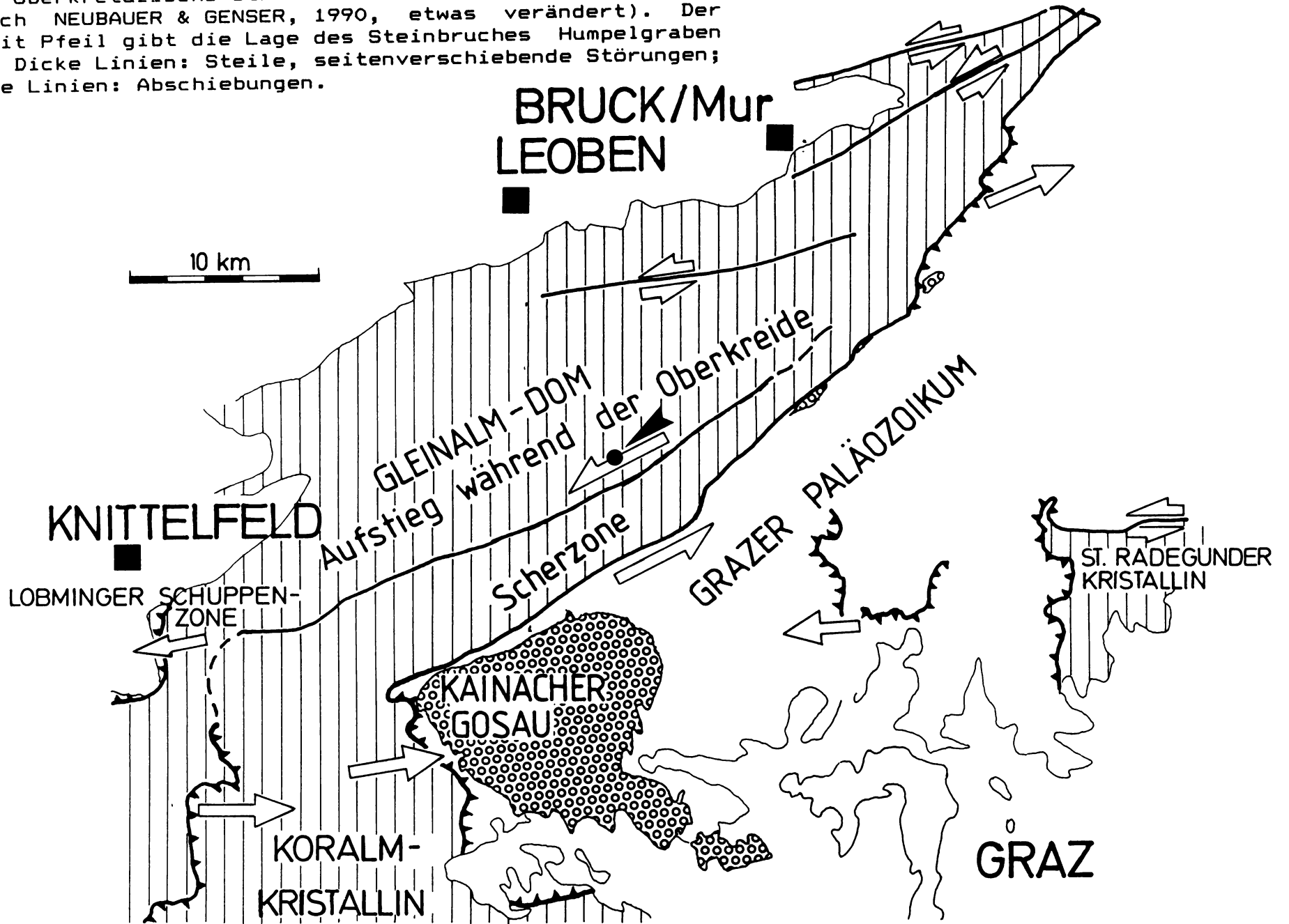
In diesem Bereich der Zentralalpen zeigen die Koralpe,
die Stubalpe und Gleinalpe eine frühalpidische Metamorphose,
die Amphibolitfazies, wenn nicht sogar die Stabilitätsbe-
dingungen von Eklogiten erreichte (FRANK et al., 1976, 1983;
KROHE, 1987; MORAU, 1981). Dieses komplex zusammengesetzte
Kristallinargebiet wird vom schwachmetamorphen Deckenstapel des
Grazer Paläozoikums überlagert (Abb. 1). Die wesentlichen
Deckengrenzen des Grazer Paläozoikums werden wiederum von
flachliegenden Sedimenten der Kainacher Gosau abgeschnitten.
Das bedeutet, daß die Überschiebungstektonik vor der
Ablagerung der Kainacher Gosau abgeschlossen war (FLÜGEL,
1975).

Die Abkühlung und Aufstieg dieser Kristallinargebiete
(Koralpe, Stubalpe, Gleinalpe) erfolgte während der
Oberkreide, wenn man vorliegende geochronologische Daten
interpretiert (Abb. 2). Die Abkühlung des Koralmkristallins
erfolgte während der Oberkreide (Die Hellglimmerdaten (Rb-
Sr) liegen zwischen ca. 100 und 80 Ma, die Biotitdaten (Rb-
Sr, K-Ar) sind - mit einzelnen Ausnahmen - generell etwas
jünger (MORAU, 1981, 1982; FRANK et al., 1983). Gleich-
zeitig senkte sich aber das Gosaubecken von Kainach ab dem
Obersanton ein (GRÄF in FLÜGEL, 1975).

Folgende Strukturelemente bilden ein zusammengehöriges
Ensemble, das im Zusammenhang zum Aufstieg der metamorpher
Dome und zur Subsidenz des Beckens der Kainacher Gosau steht
(Abb. 1):

(1) Eine flache, ost- bis nordostabschiebende duktile
Abschiebung begrenzt den Oberrand des Koralmkristallins
gegenüber dem auflagernden Grazer Paläozoikum (KROHE, 1987;
RATSCHBACHER et al., 1989; NEUBAUER & GENSER, 1990). An
dieser Grenze ist auch ein markanter Metamorphoseschnitt zu
beobachten, wobei grünschieferfazielle Gesteine des Grazer
Paläozoikums in kurzer vertikaler Distanz über solchen der

Abb. 1: Oberkretazische Strukturen im steirischen Randgebirge (nach NEUBAUER & GENSER, 1990, etwas verändert). Der Punkt mit Pfeil gibt die Lage des Steinbruches Humpelgraben wieder. Dicke Linien: Steile, seitenverschiebende Störungen; gezähnte Linien: Abschiebungen.



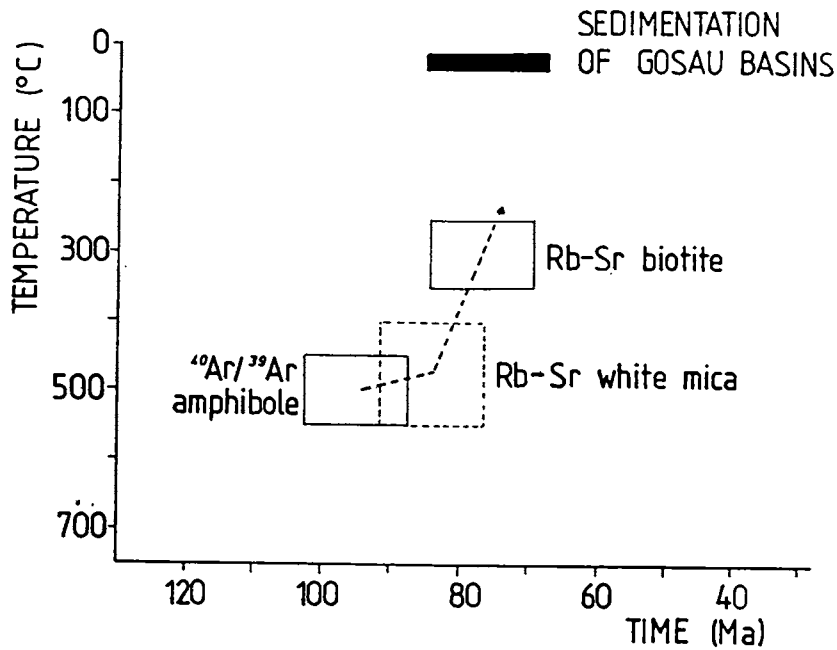


Abb. 2: Abkühlungspfad des Gleinalmkristallins, abgeleitet aus geochronologischen Daten von Gesteinen des Steinbruchs Humpelgraben der zentralen Gleinalm (Lage des Steinbruches: Punkt in Abb. 1). Daten nach FRANK et al. (1976), umgerechnet mit Zerfallskonstante von $1,42 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$, und unveröffentlichtem Amphiboldatum von R.D. DALMEYER (pers. Mitt.).

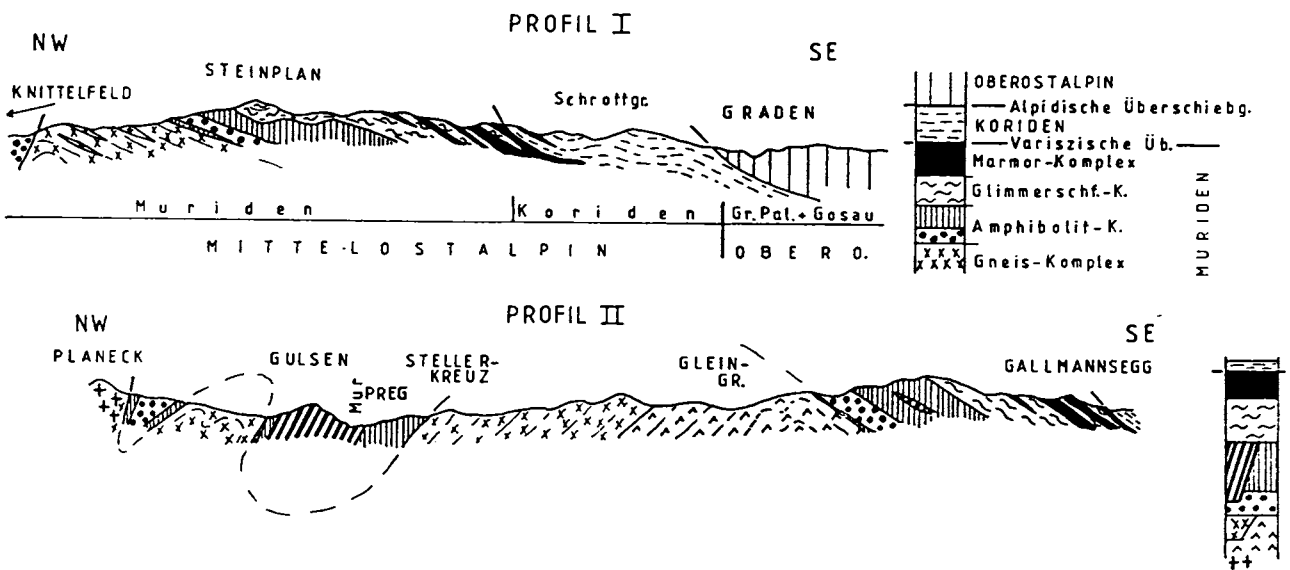


Abb. 3: Querprofile durch das Gleinalmkristallin, die eine domartige Aufwölbung der zentralen Gleinalm zeigen (aus BECKER, 1981).

Amphibolitfazies des Koralmkristallins liegen.

(2) Die flache Abschiebung wird am NW-Ecke des Grazer Paläozoikums nördlich Graden von einer mittelsteil südfallenden, duktilen bis semiduktilen, sinistralen Scherzone abgelöst (NEUBAUER, 1988), die bis Mixnitz (im Murtal) zu verfolgen ist.

(3) Von Mixnitz bis zur N-Grenze des Grazer Paläozoikums folgt eine flache, NE-abschiebende Abschiebung (NEUBAUER & GENSER, 1990).

(4) Teilstücke von steilen, duktilen sinistralen Scherzonen lassen innerhalb und nördlich des Gleinalm-Rennfeld-Mugelkristallins nachweisen (NEUBAUER, 1988).

(5) Eine duktile, W-abschiebende, flache Abschiebung transportierte Gesteine der Lobminger Schuppenzone in eine heute tiefe Position am NW-Rand des Gleinalm-Kristallins (NEUBAUER & GENSER, 1990).

(6) Das Gleinalmkristallin bildet eine domartige Struktur (Abb. 3), wobei die Gesteine des Kernes die höchsten morphologischen Erhebungen bilden (BECKER, 1981).

Die Internstruktur und unmittelbare Untergrund der Kainacher Gosau ist durch die Bohrung Afling U 1 und seismische Untersuchungen gut bekannt (KRÖLL & HELLER, 1978). Die Bohrung hat das Koralmkristallin in ca. 1.200 Meter unter dem Meeresniveau angetroffen (Abb. 4, 5, 6).

Alle diese Störungen, Abschiebungen und seitenverschiebende Scherzonen lassen sich durch ENE-WSW-orientierte Dehnung erklären, wobei durch Abschiebungen die Kruste ausgedünnt wurde. Die steilen, vorwiegend seitenverschiebenden, sinistralen Scherzonen sind in sinistralen Stufen angeordnet. Sie agierten als "tear faults", die aufsteigende Krustenblöcke in "pull-apart"-Domen von den sich senkenden Blöcken trennten. Die aufsteigende Kruste kühlte dabei von Bedingungen von mehr als 500° C zu immer kühleren Bedingungen ab, was eine Änderung des rheologischen Verhaltens von zunächst plastischer Verformung zu zunehmend spröden Bedingungen mit sich brachte.

Die aufsteigende Krustenblöcke erfahren längs der Seitenverschiebungen eine zusätzliche Einengung, was zur Aufdomung des Gleinalmgebietes führte. Gleichzeitig kommt es zur Bildung saiger stehender "alpiner Klüfte" in einem hohen Winkel (ca. 60 - 80 Grad) zu den begrenzenden Scherzonen. Diese Klüfte sind mit verschiedenen Kluftmineralien (Quarz, Albit, Chlorit, Zeolithe) gefüllt.

Der erhöhte Temperaturgradient im unterlagernden Kristallin führte zur Erwärmung der Kainacher Gosau, was durch Inkohlungsuntersuchungen dokumentiert ist (TEICHMÜLLER 1980). Die Wärme kann vom unterlagernden, während des Aufstieges noch heißen Koralmkristallins abgeleitet werden.

das durch die flache Abschiebung noch in unmittelbaren Kontakt mit dem ursprünglich kühleren, höheren Krustenteilen kam.

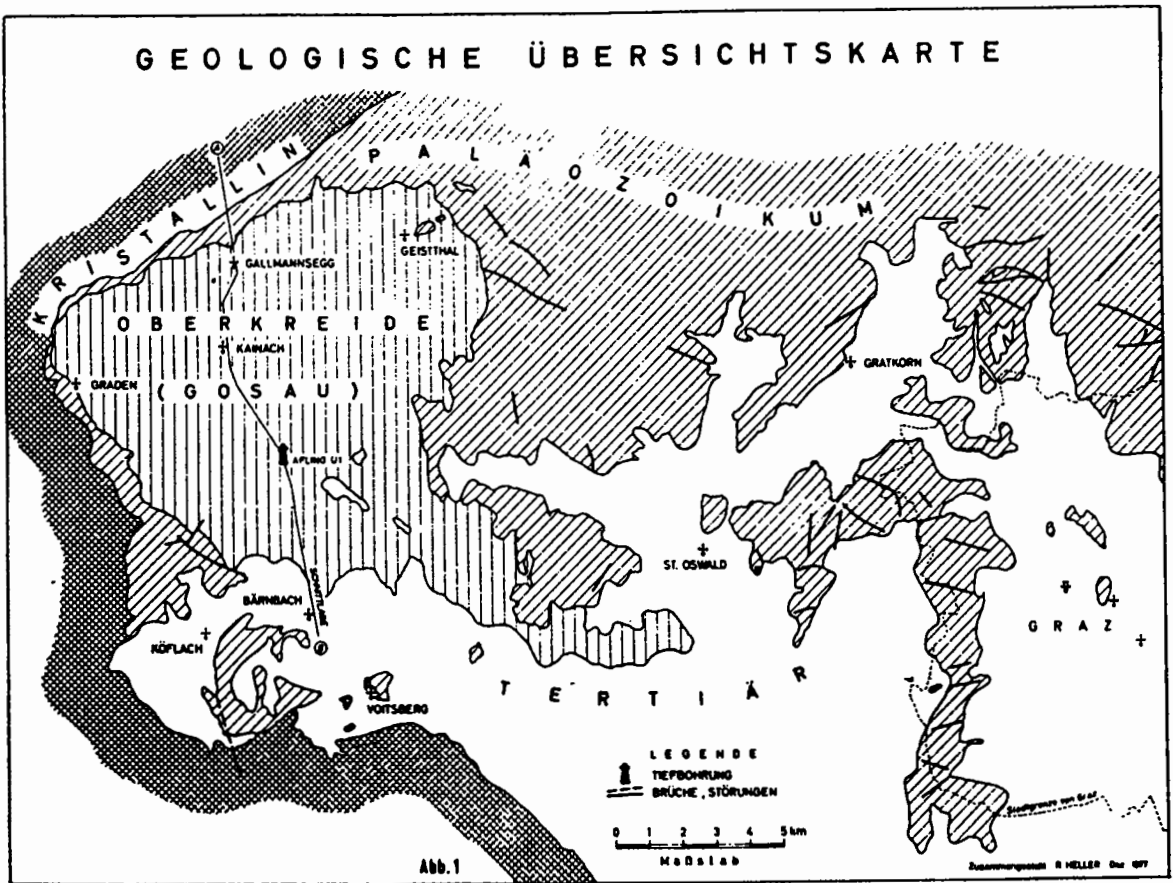


Abb. 4: Lage der Bohrung Afling U 1 in der Kainacher Gosau (aus KRÖLL & HELLER, 1978).

Literatur

BECKER, L.P. (1981): Die Gliederung des Obersteirischen Altkristallins (Muriden). - Verh. Geol. Bundesanst., 1981, 3-17, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1975): Die Geologie des Grazer Berglandes. 2. Aufl., Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergbau Landesmus. Joanneum, SH 1, 1-288, Graz.

FRANK, W., ESTERLUS, M., FREY, I., JUNG, G., KROHE, A. & WEBER, J. (1983): Die Entwicklungsgeschichte von Stub- und Korallenkristallin und die Beziehung zum Grazer Paläozoikum.

- Die frühalpine Geschichte der Ostalpen (Bericht S 15), 4, 262-293, Graz-Leoben.
- FRANK, W., KLEIN, P., NOWY, W. & SCHARBERT, S. (1976): Die Datierung geologischer Ereignisse im Altkristallin der Gleinalpe (Steiermark) mit der Rb/Sr-Methode. - *Tschermaks Miner. Petrogr. Mitt.*, 23, 191-203, Wien.
- KROHE, A. (1987): Kinematics of Cretaceous nappe tectonics in the Austroalpine basement of the Koralpe region (eastern Austria). - *Tectonophysics*, 136, 171-196, Amsterdam.
- KRÖLL, A. & HELLER, R. (1978): Die Tiefbohrung AFLING U 1 in der Kainacher Gosau. - *Verh. Geol. Bundesanst.*, 1978, 23-34, Wien.
- MORAU, W. (1981): Rb-Sr- und K-Ar-Isotopen-Alter an Pegmatiten aus Kor- und Saualpe, SE-Ostalpen, Österreich. - *Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt.*, 28, 113-129, Wien.
- MORAU, W. (1982): Rb-Sr- und K-Ar-Evidenz für eine intensive alpidische Beeinflussung der Paragesteine in Kor- und Saualpe, SE-Ostalpen, Österreich. - *Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt.*, 29, 255-282, Wien.
- NEUBAUER, F. (1988): Bau und Entwicklungsgeschichte des Rennfeld-Mugel- und des Gleinalmkristallins (Ostalpen). - *Abh. Geol. Bundesanst.*, 42, 1-137, Wien.
- NEUBAUER, F. & GENSER, J.: Architektur und Kinematik der östlichen Zentralalpen - eine Übersicht. - *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, 120, 203-219, Graz.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., NEUBAUER, F., SCHMID, S.M. & NEUGEBAUER, S.M. (1989): Extension in compressional orogenic belts: The eastern Alps. - *Geology*, 17, 404-407, Boulder.
- TEICHMÜLLER, M. (1980): Inkohlungsgrad-Bestimmung an Kohlen- und Mergelsteinproben aus der Kainacher Gosau (Obersanton - Untercampan) des Grazer Berglandes, Österreich. - *Die frühalpine Geschichte der Ostalpen (Bericht S 15)*, 1, 102-104, Graz-Leoben.

B O H R P R O F I L A F L I N G U 1

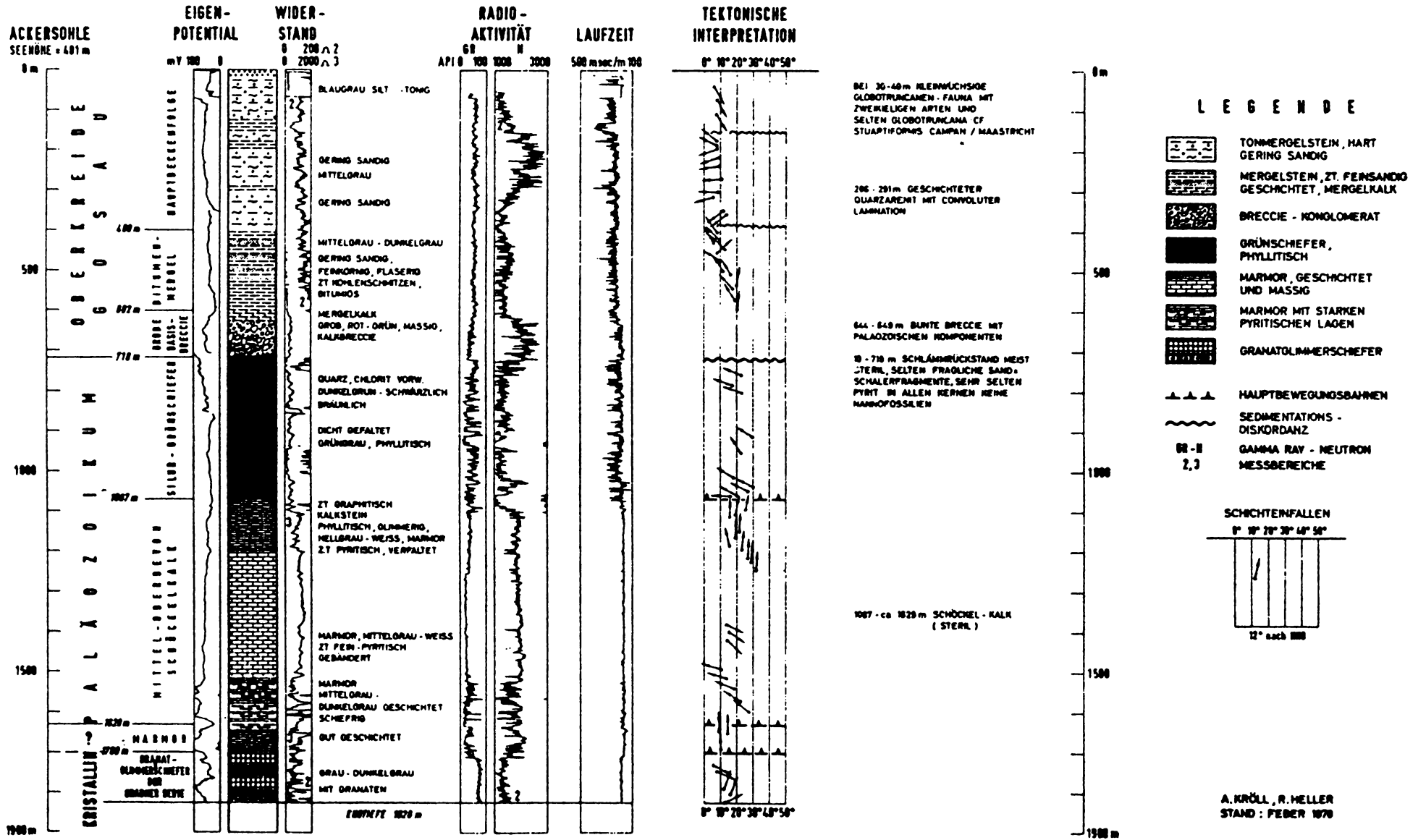


Abb. 5: Bohrprofil der Bohrung Afling U 1 (aus KRÖLL & HEL-
LER, 1978).

GEOLOGISCHE INTERPRETATION DES SEISMISCHEN SCHNITTES KAINACHER GOSAU

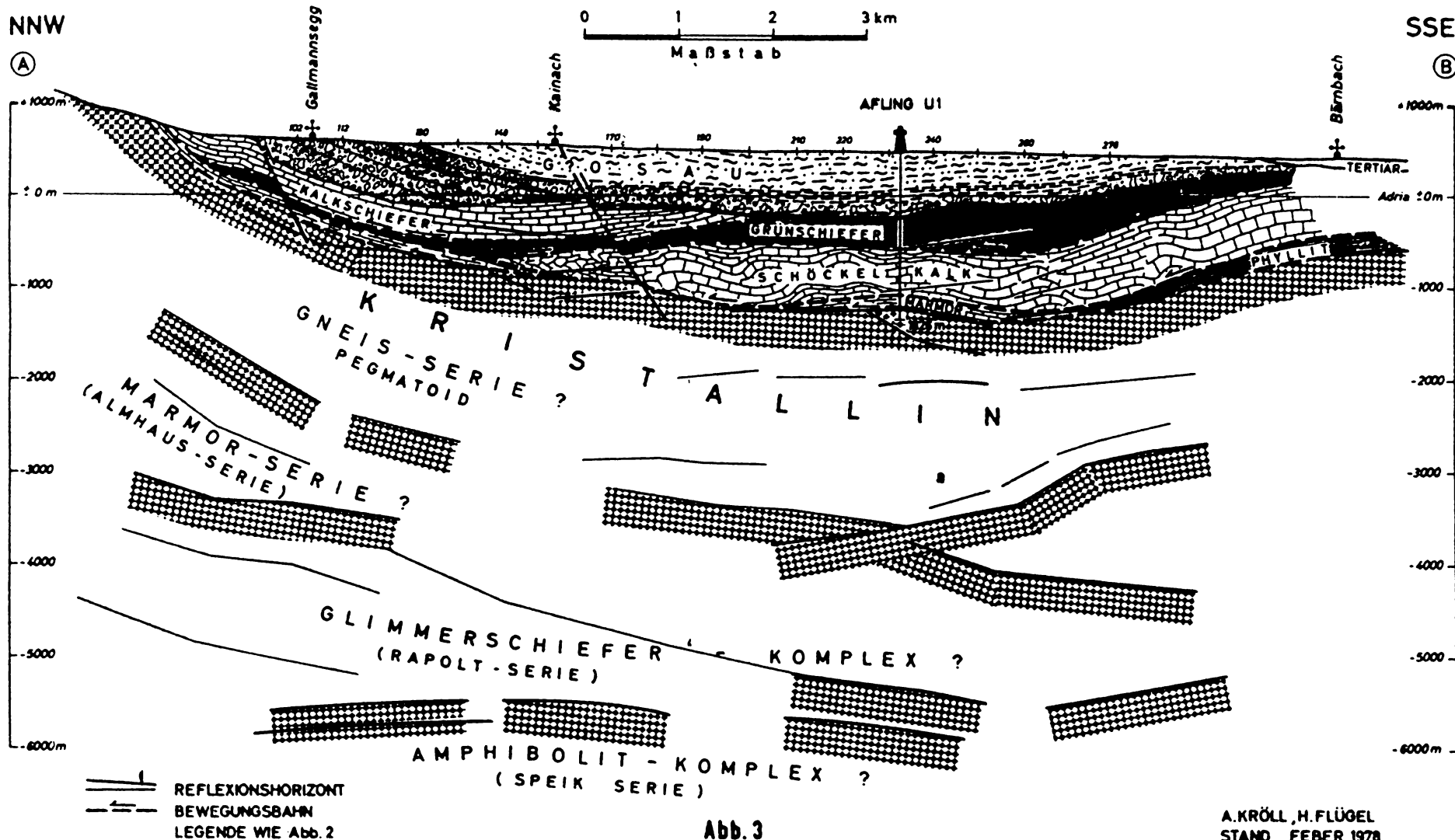


Abb. 6: Geologische Interpretation des Seismik unterhalb der Kainacher Gosau (aus KRÖLL & HELLER, 1978).

A. KRÖLL, H. FLÜGEL
STAND FEBER 1978

KORALM: BESCHREIBUNG DER EXKURSIONSRUTE

W. FRANK & F. NEUBAUER

Das Koralmgebiet ist sehr schlecht aufgeschlossen. Gute Aufschlüsse findet man in Felsburgen, in manchen Bächen und an neugebauten Straßen. In diesem Exkursionsführer (siehe Abb. 1) sind auch Aufschlüsse enthalten, die wegen Zeitmangel und/oder Witterung möglicherweise nicht besucht werden können. Zusätzliche Kommentare zu diesen Aufschlüssen finden sich auch in den einleitenden Kapiteln.

STOP 1: Metagabbro des Bäröfen bei Schwanberg

Anfahrt und Lage: Österreichische Karte 1 : 50.000 (im weiteren ÖK 50), Blatt 189, Deutschlandsberg. Man erreicht das Metagabbrovorkommen Bäröfen über die Kalbenwaldstraße von Schwanberg (Hauptplatz) aus. Vom Hauptplatz Schwanberg aus nach links, dann Straße längs des Grabens. Die Kalbenwaldstraße führt zur Gregormichlalm. Auffahrt bis zur Abzweigung zum Waldbauer, Straßenverzweigung direkt im Goslitzgraben. Die Eklogit- und Metagabbroaufschlüsse sind Felsburgen im Wald darüber. Das Vorkommen des Metagabbro bildet eine Felsburg, von der eine Blockhalde gegen Nord in Richtung zum Goslitzbach ausgeht.

Beschreibung: In diesem Vorkommen sind Gabbros und Übergänge in Metagabbro/Eklogit aufgeschlossen (BECK-MANNAGETTA, 1977; HERITSCH, 1980). Nach HERITSCH (1980) besteht der Gabbro aus basischem Plagioklas, Klinopyroxen, Orthopyroxen, und spinellführender Corona. Die Metagabbro/Eklogite setzen sich aus Granat, Na-hältigem Diopsid, Disthen und Zoisit zusammen. Die Schieferung ist sehr deutlich ausgebildet. Zoisite, Amphibole und auch die Omphazite sind mit ihrer Längsachse ca. in ESE-WNW- bis E-W-Richtung geregelt. Die Schieferung ist in den nordöstlich gelegenen Aufschlüssen offene, N-vergente Falten gelegt (Abb. 2).

STOP 2: Eklogite und Eklogitmylonite, Felsburg bei Hohl

Lage und Anfahrt: ÖK 50, Blatt 206, Eibiswald. Anfahrt von Wies, bzw. Wernersdorf aus in Richtung Wiel. Ca. 4,5 km nach Wernersdorf kommt man zunächst an einem verlassenen Steinbruch vorbei (nächster Stop, Steinbruch Fürpaß bei Wies), 150 m nach Querung des nächsten Baches Abzweigung in asphaltierte Straße nach Westnordwest, Richtung St. Anna. Parkmöglichkeit nach ca. 600 m beim Gehöft Hohl. Der Aufschluß ist die Felsburg (Quote 820 m) ca. 200 m südlich des Gehöftes.

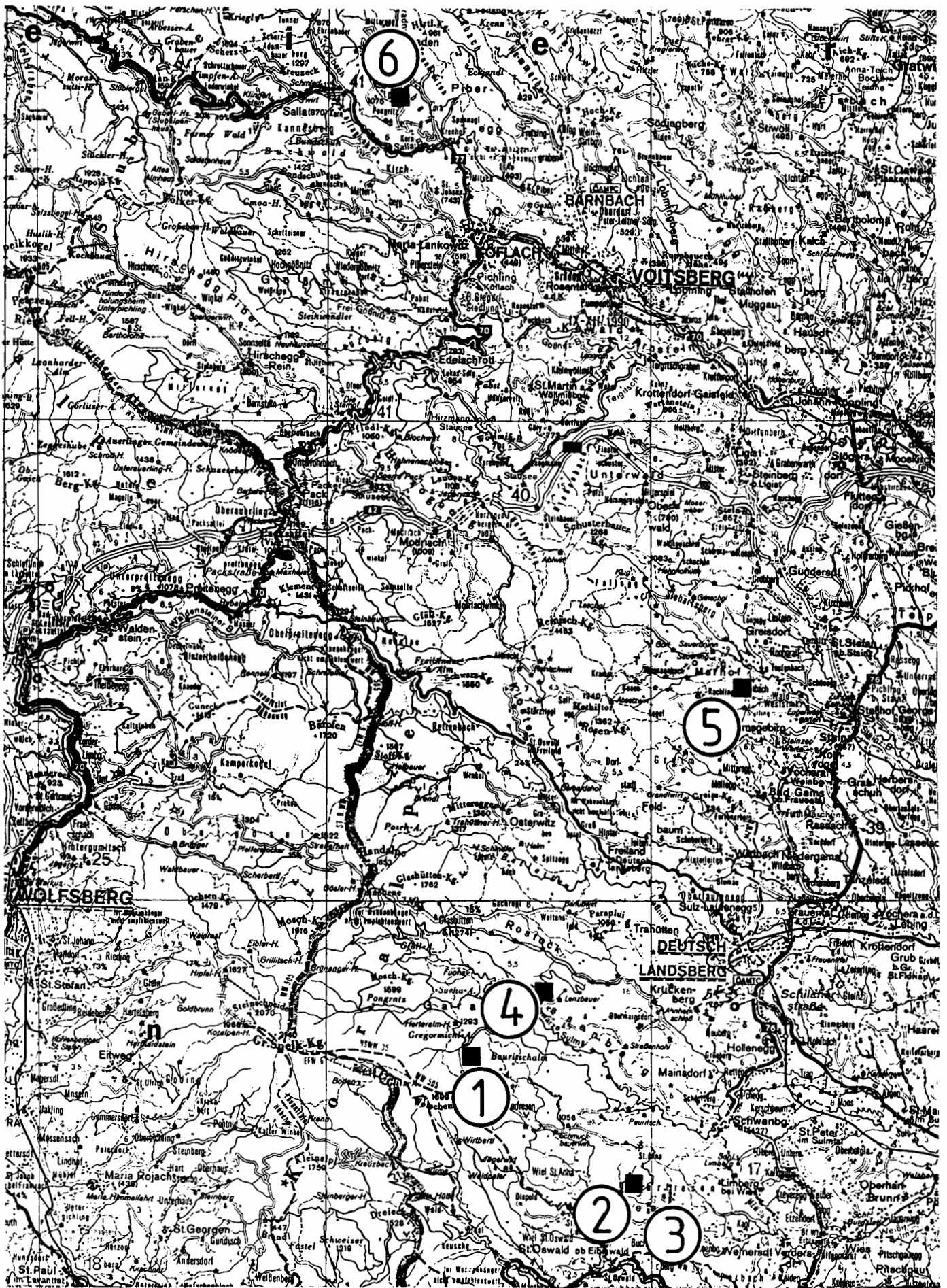
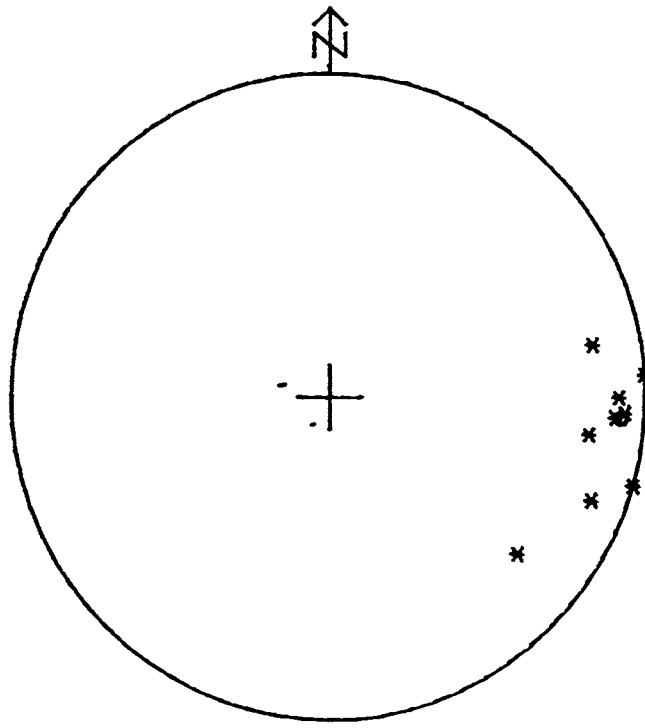


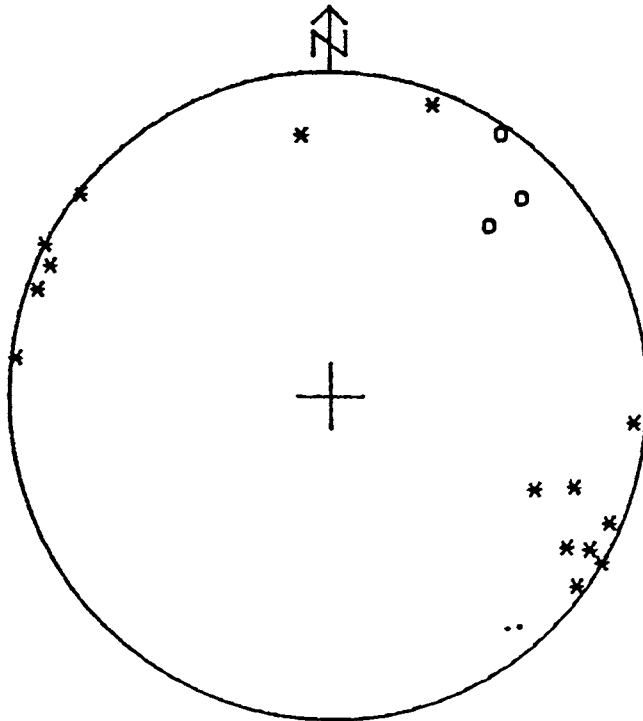
Abb. 1: Haltepunkte.

1 200 000



ECLOGITE / BÄROFEN / KORALM

Abb. 2: Gefügediagramm der Eklogite des Bäröfen, Ostteil.
 Punkte: Schieferungsflächenpole; Sterne: Lineation.



ECLOGITE / HOHL / KORALM

Abb. 3: Gefügediagramm der Eklogite der Felsburg bei Hohl.
 Punkte: Schieferungsflächenpole; Sterne: Lineation; Kreise: Faltenachsen.

Beschreibung: Dieser Aufschluß zeigt Boudins von grobkörnigen, massigen Eklogiten (südlich des höchsten Punktes), die von feinkörnigen, gut geschieferten Eklogitmyloniten umflossen werden. Die Eklogitmylonite zeigen eine markante Streckungslineation, die aus extrem verlängerten Aggregaten von Granatrekristalliten und geregelten Omphaziten besteht. Die Streckungslineation ist NNE - SSW orientiert (Abb. 3). Vereinzelt lassen sich s-c-Gefüge beobachten. Die mylonitische Schieferung der Eklogite kann in Falten gelegt sein (Abb. 1 im einleitenden Text).

STOP 3: Schergefüge in Eklogitamphiboliten, Steinbruch Fürpaß bei Wies

Lage: Siehe Stop 2. ÖK 50, Blatt 206, Eibiswald. An Straße Wernersdorf - Wiel, ca. 4,5 km WNW Wernersdorf.

Beschreibung: In diesem aufgelassenen Steinbruch sind meist recht grobkörnige Eklogitamphibolite aufgeschlossen. Im hinteren Steinbruchteil sind Partien von Eklogitamphiboliten eingeschaltet, die sich durch nahezu monomineralische Granatzeilen auszeichnen, die durch Klinopyroxenzeilen getrennt werden. Eine Lineation auf diesen dadurch gebildeten Schieferungsflächen wird vor allem durch eine Einregelung von Amphibol und Zoisit kenntlich. Diese Lineation taucht flach nach ESE ab. Die Schieferungsflächen bilden Boudins mit manchmal quarzgefüllten Zwickeln nach, die eine Extension der Eklogite in der Richtung der Lineation belegen. Gut erkennbar sind ESE-abschiebende Scherbänder in den Granatzeilen (Abb. 2 im einleitenden Text).

Im linken hinteren Steinbruchteil sind oligoklasgefüllte Klüfte aufgeschlossen, deren markanteste "pinch-and-swell"-Strukturen zeigt. Die Boudinierung steht möglicherweise im Zusammenhang mit der Klüftbildung. Insgesamt ist ein ca. orthogonales System aufgeschlossen, von denen die NE-SW verlaufende Schar dominiert.

Die duktilen Scherstrukturen belegen Extension unter Bedingungen der eklogitfaziellen Metamorphose.

Weiterführende Literatur: HERITSCH (1980)

STOP 4: Blockfeld mit Metagabbros in Gressenberg

Anfahrt und Lage: Anfahrt von Schwanberg, Hauptplatz, aus: Straße nach rechts nehmen, zunächst sehr eng, Gewichtsbeschränkung: 16 t, max. Bushöhe ca. 3,2 m. Auffahrt bis zum Gasthof Lenzbauer. Vom Gasthof Waldweg nach oben nehmen. Nach ca. 150 - 200 m Wiese. Große Metagabbroblöcke am Waldrand.

Beschreibung: Dieses Blockfeld zeigt große Blöcke von Metagabbros und von Eklogiten, die vermutlich vom W herantransportiert wurden. Vermutliche Herkunft: Bärofen, Stop 1. Deshalb nähere Angaben bei Stop 1.

STOP 5: Stainzer Plattengneis des Steinbruches Wald bei Stainz

Lage und Anfahrt: ÖK 50, Blatt 189, Deutschlandsberg. Anfahrt von Stainz aus in Richtung Wald im Stainzbachgraben. In Wald Abzweigung gegen S (Angenofen) nehmen, immer an rechte Straßen halten, zuletzt "Buchwaldstraße", die zum Steinbruch führt. Der Steinbruch ist am Rainbach in ca. Seehöhe 540 m gelegen.

Beschreibung: Dieser aktive Steinbruch schließt den typischen Stainzer Plattengneis auf. Charakteristisch ist eine extrem ausgebildete, flachliegende Schieferung und eine NNE orientierte Lineation. Zur weiteren Erläuterung, siehe einleitenden Text.

STOP 6: Mylonitzone am Oberrand des Koralmkristallins gegen das Grazer Paläozoikum

Lage und Anfahrt: ÖK 50, Blatt 162, Köflach. Von Köflach aus Richtung Salla - Graden. In Krenhof Richtung Graden, nach ca. 400 m Abzweigung nach W bergwärts in Richtung zum Gradnerhof (beschildert).

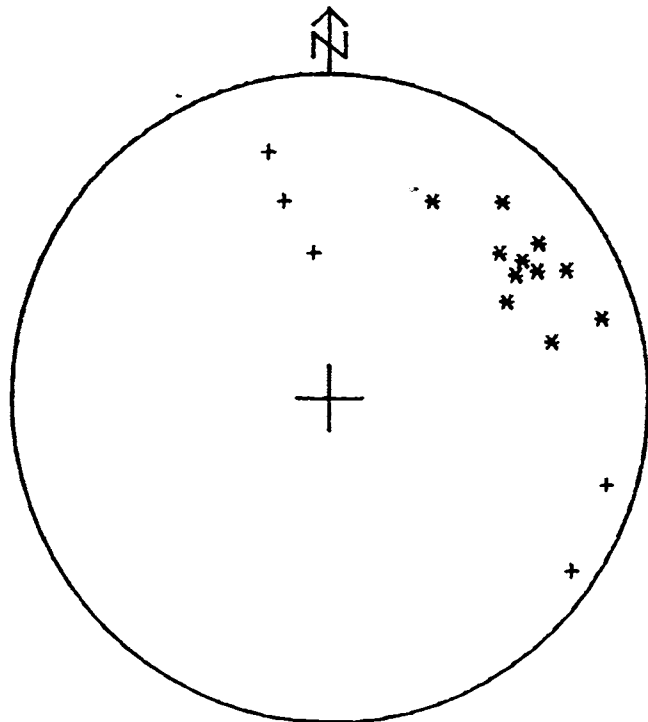
Beschreibung: Die bereits etwas verfallenen Aufschlüsse am Zufahrtsweg 100 m vor dem Gradnerhof geben Gesteine der Grenze des Koralmkristallins zum Grazer Paläozoikum, einer Mylonitzone, wieder. Zusätzlich, und vor allem dieser Aspekt macht die Auffahrt zu diesen Aufschlüssen reizvoll, hat man einen guten Überblick über den Bau, der im Zusammenhang mit dieser Mylonitzone zu erklären ist.

Die Aufschlüsse zeigen längs der Straße granatführende mylonitisierte und phyllonitisierte Paragneise des Koralmkristallins. Granat bildet skelettierte Porphyroklasten, Staurolith ist nahezu gänzlich serizitisiert. Hangend folgt ein dünner Marmor, dessen tektonische Zuordnung unklar ist ("Grenzmarmor"). Es folgen feinschiefrige Granatphyllite, helle Quarzite, und Chloritflatschen führende Karbonatschiefer und Marmore. Diese letzteren Gesteine bilden ein reduziertes Profil der üblichen Schichtfolge der Schöckeldecke des Grazer Paläozoikms.

In allen Gesteinen, Koralmkristallin und Grazer Paläozoikum, ist eine markante NE-abtauchende

Streckungslineation sichtbar (Abb. 4). Zahlreiche Rotationskriterien weisen auf einen Schersinn des Hangenden gegen NE. Gut erkennbar sind Scherbänder vor allem in den Chloritflatschen führenden Karbonatschiefern. Die Quarzite zeigen Quarz-c-Achsen-Schräggürtel mit einer markanten Asymmetrie der (a)-Achsen (Abb. 5).

Diese Mylonitzone wird als flache Abschiebung interpretiert, die während des Aufstieges und Abkühlung des Koralmkristallins nach dem Höhepunkt der alpalpidischen Metamorphose wirksam war. Gleichzeitig sinkt das Becken der Kainacher Gosau ein, dessen Westrand nur ca. 1 km von dieser Mylonitzone entfernt ist. Ein Blick gegen E zeigt im S die Schöckelkalke des Grazer Paläozoikms, die in den Osthang des Gradentales hineinstreichen. Darüber lagern noch Reste höherer Decken des Grazer Paläozoikums, wobei die Gipfel der Hügel der gegenüberliegenden Talseite bereits von der Kainacher Gosau aufgebaut werden. Die Deckengrenzen im Inneren des Grazer Paläozoikums werden von der Kainacher Gosau plombiert.



MYLONITZONE - GRADNERHOF

Abb. 4: Gefügediagramm der Mylonitzone beim Gradnerhof. Punkte: Schieferungsflächenpole; Sterne: 1. Lineation, Kreuze: 2. Lineation (Crenulation).

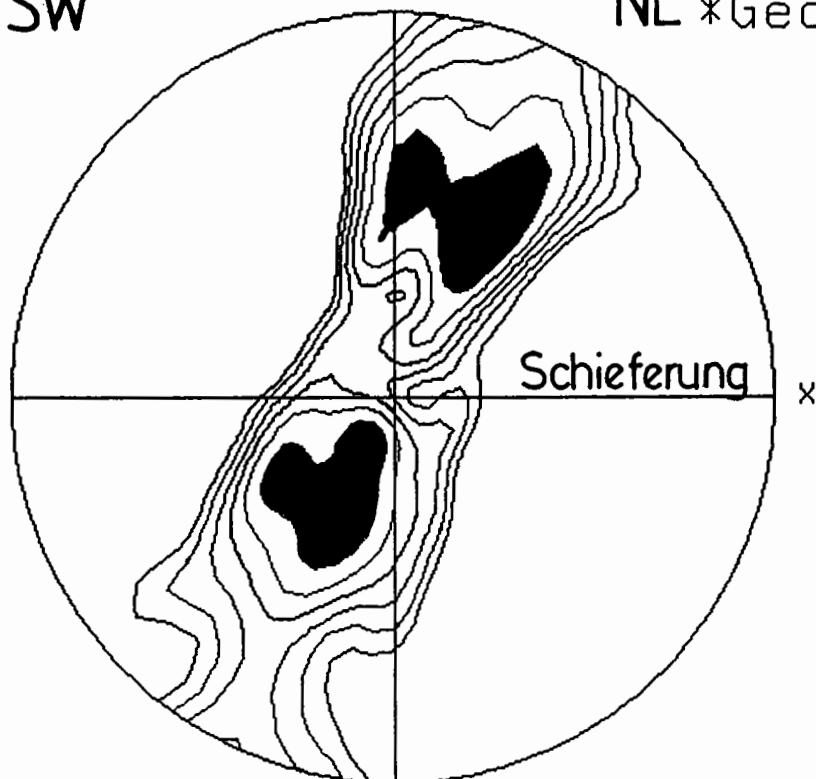
SW

z

NE *Geologie GRAZ*

104 - Polfigur
aus ODF-Koeff.

Probe: FNGM20
QUARTZITE/GP



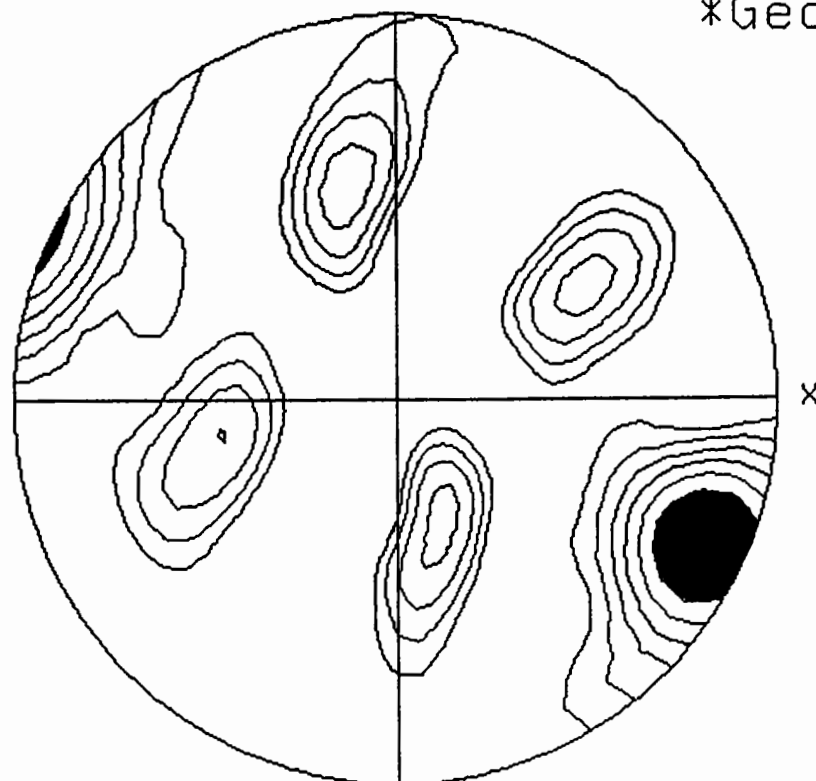
Isolinien-MRD-exp.Abst.
1.00 1.15 1.32
1.52 1.75 2.02

z

Geologie GRAZ

110 - Polfigur
aus F-Koeff.

Probe: FNGM20
QUARTZITE/GP



Isolinien-MRD-exp.Abst.
1.00 1.29 1.66
2.14 2.76 3.55

Abb. 5: Röntgentexturgoniometrisch aufgenommene Quarztextur eines Quarzites des Grazer Paläozoikums beim Gradnerhof. Die (104)-Flächen (oben) zeigen einen asymmetrischen Schräggürtel, das (a)-Achsenmaximum (unten) liegt randlich in der Scherebene.